台灣農業化學與食品科學（中華民國九十一年十月／第四十卷第五期：第三三六至三四六頁）
Taiwanese Journal of Agricultural Chemistry and Food Science (October, 2002) **40(5)**: 336-346

宜蘭雨水之氫氧同位素變化

彭宗仁[1*] 汪中和[2] 劉滄棽[3]

[1] 國立中興大學土壤環境科學系
[2] 中央研究院地球科學研究所
[3] 行政院農委會農業試驗所農業化學系

（接受刊載日期：中華民國九十一年四月十九日）

本研究分析宜蘭地區 1993 年 7 月至 1994 年 8 月 14 個月間雨水的氫、氧同位素組成，以了解該區之雨水在盛行季風影響下氫、氧同位素組成的變化特徵及意義。結果顯示，宜蘭地區雨水之同位素組成主要是受溫度效應與季風季節效應共同作用影響，季風季節效應的作用方向與溫度效應相反導致冬季東北季風期內的氫、氧同位素組成平均值較夏季西南季風期之值為重，且冬季東北季風時段雨水之氫氧同位素關係式為 $\delta D = (8.7 \pm 0.9)\ \delta^{18}O + (23.4 \pm 3.2)$，而夏季西南季風時段為 $\delta D = (8.0 \pm 0.3)\ \delta^{18}O + (9.0 \pm 1.9)$。根據相關的簡單假設條件，本研究估算各季風時段之溫度效應及季風季節效應影響的程度，結果顯示季節性降雨特性的差異，會造成各時段顯現不同程度的季風季節效應，此結果也說明降雨量是造成同位素組成變化的重要因素。

關鍵字：氫氧同位素，雨水，季風期，宜蘭。

Hydrogen and Oxygen Isotope Variation in I-Lan Precipitation

Tsung-Ren Peng[1*], Chung-Ho Wang[2] and Tsang-Sen Liu[3]

[1] *Department of Soil and Environmental Sciences, National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan*
[2] *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Nankang, Taipei, Taiwan*
[3] *Department of Agricultural Chemistry, Taiwan Agricultural Research Institute, Wufeng, Taiwan*

(Accepted for publication: April 19, 2002)

The hydrogen and oxygen isotopic compositions of precipitation collected from July 1993 through August 1994 in I-Lan, northeastern Taiwan, were determined to further our understanding of climatic characteristics and their implications. The results showed that both temperature and seasonal monsoons are main factors but that they had opposite effects in controlling the isotopic composition of local rain water. The isotopic values of winter precipitation during the northeast monsoon period were significantly heavier than those of winter precipitation during the southwest monsoon period in summer. The δD-$\delta^{18}O$ relationships of the I-Lan precipitation were found to be $\delta D = (8.7 \pm 0.9)\ \delta^{18}O + (23.4 \pm 3.2)$ and $\delta D = (8.0 \pm 0.3)\ \delta^{18}O + (9.0 \pm 1.9)$ for the northeast and southwest monsoon periods, respectively. Based on simple assumptions, the temperature and seasonal monsoon effects were estimated for each monsoon period. The results demonstrate that the precipitation amount also plays an important role in the variation of isotope composition.

Key words: H- and O-isotopes, Precipitation, Monsoon period, I-Lan.

前　　言

氫、氧穩定同位素是一般常被利用作為水文環境課題的環境同位素技術之一，所謂環境同位素技術之原理有別於人工之同位素標定，它是利用存在於自然環境中，濃度不固定的穩定和放射性同位素，藉著本身或週遭環境因物化因子改變產生同位素分化作用（isotope fractionation），而保存於水圈、生物圈或岩石圈中。因此，自然環境變遷的訊息，可藉由環境同位素濃度的變化而表現出來。相較於人工標定法而言，環境同位素技術具無污染且價格

* Corresponding author, E-mail: trpeng@dragon.nchu.edu.tw

便宜的特性，遂漸成為生態及環境科學方面的研究利器[1-3]。

在一般常溫(非溫泉或地熱水)的自然環境情況下，水體中的氫、氧穩定同位素不易改變其原來的組成，因此，氫、氧穩定同位素應用在氣候及水文方面之研究是利用其具守恆的地球化學特性，以了解研究區域之同位素特徵，並建立氫氧同位素天水線(MWL)[4-8]，作為後續研究之依據，如探索和判定地下水的來源與成因、地下水與地表水間之關係、地下水補注來源的高度、海水入侵之程度以及過去氣候之特徵[9-18]。近十餘年來，氫、氧穩定同位素亦被廣泛利用於環境生態及土壤科學方面的研究[19-23]，但這些相關研究的基礎在於需先了解該生態環境的背景水文同位素特徵後，才能清楚的鑑別其中的作用機制。

氫、氧同位素在水文環境中的變化是基於同位素分化作用所致。水氣從海水蒸發到冷凝降水期間發生物態變化，不同種類同位素水分子($H_2{}^{16}O$、$HD^{16}O$、$H_2{}^{18}O$)的蒸氣壓和擴散速度不同，因此，發生同位素分化作用，使得降水中的氫、氧同位素組成偏離初始海水的組成。不同的同位素分化程度造成不同偏移量，此偏移量形成一種自然的標記，這標記隱含著氫、氧同位素從蒸發、冷凝降雨到入滲形成地下水過程中的變化意義。

在蒸發的過程中，水體中較輕的同位素(^1H、^{16}O)會優先離開水面，因此，剩下的水會越來越富集重同位素(D、^{18}O)。因蒸發引起的同位素富集程度與蒸發區大氣的相對濕度與溫度有關[5,6,24]。而在冷凝作用過程中，因溫度、陸地、緯度、高度及氣團本身水分子中同位素含量分布的影響，在不同地區所降下之水，會有不同的氫、氧同位素組成[5,6]。隨著水氣團之移動，越早降下之雨水，其氫或氧的同位素組成較越晚降下之雨水的組成相對要重(D、^{18}O較多)；氣溫越高時所形成雨水的氫、氧同位素組成也會相對越重；緯度及高度效應綜合了溫度及陸地兩個效應[5,6]。因此，不同地區的天水，因受不同型態及程度之同位素分化效應的影響而會有差異。

因水氣從蒸發到降落的作用過程是建立在蒸發和冷凝的同位素平衡條件下[5,25]，所以大氣降水中的氫和氧同位素分布就有一特定關係存在，此規律最早由Craig[4]在分析世界各地包括雨水、雪水、河水樣品的氫氧同位素組成，經線性迴歸分析，得出一條著名的世界天水線(WMWL)：$\delta D = 8\delta^{18}O + 10$。之後國際原子能總署(International Atomic Energy Agency, IAEA)利用設在全球各地的雨量站，收集並測定這些降水的氫氧穩定同位素組成，也獲得類似上式的結果[6,25]。世界上大多數區域的降水都符合此關係式，但局部地區因形成降水的蒸發、冷凝條件(溫度、濕度等)不同，或有較獨特的地理環境，因此，表現出不同的斜率和截距值，而各有其本身之天水線[8,10,25-27]。

氫氧同位素天水線在同位素水文相關領域的研究上是一條很重要的參考線，因為在常溫(非溫泉或地熱水)的情況下，地下水中的穩定氫、氧同位素會幾乎保存當初天水情形時的組成，也就是說它記錄著當時天水的狀況。因此，任何一個特定地區的地下水，可藉其與當地氫氧同位素天水線間的關係，判斷這地下水的來源及演變過程[10,12]。也因為地下水中的氫、氧同位素組成記錄著當時溫度、濕度等的氣候狀況，所以藉由研究地下水中同位素的組成，探討造成同位素差異的原因，不僅可判別地下水的補注來源和地下水的分區，進而了解過去氣候的訊息[9,11,13]。

台灣地處亞熱帶，以氣候而言，雨量豐沛，年平均降雨量約 2500 *mm*，然四季之劃分並沒有明顯之界限，且因位於亞洲南部與西太平洋季風區域之東端，氣候受季風影響甚鉅，四季之自然氣候主要受東北及西南二大季風系統所影響[28]，根據台灣高空之區域環流的研究，東北季風主要出現在冬季，而夏季為西南季風所主控，各季風影響之月份受此二季風消長所影響[29]，一般而言，四、五及十月為季風消長轉換之月份[30]。台灣季節之劃分概略以冬半年(十至三月)、夏半年(四至九月)區分[31]，但因地理及地形條件的限制與影響，台灣地區降雨的時空分佈極不均勻[32]，在台灣中南部地區夏半年為雨季，冬半年為旱季，但此夏雨、冬旱的區分方式並不適用於台灣東北部之宜蘭地區(圖一)，主要是受不同季風期降雨的影響[28]。根據中央氣象局 1951~1991 年宜蘭氣候站所顯示各月分平均降雨量、蒸發量及氣溫資料[33]，年平均降雨量約 2710 *mm*、年平均蒸發量約為 1150 *mm*，基本上本區雨水補注充沛。如依季節別，冬半年(十至三月)降雨量約 1370 *mm*，蒸發量約為 370 *mm*、夏半年(四至九月)降雨量約1330 *mm*，蒸發量約為 780 *mm*，冬、夏二期之降雨量相當，夏半年之蒸發量約為冬半年的二倍，由上述長期氣候資料顯見氣候存在著區域及季節性的差異。

不同季風期之降雨主要受其所屬氣團性

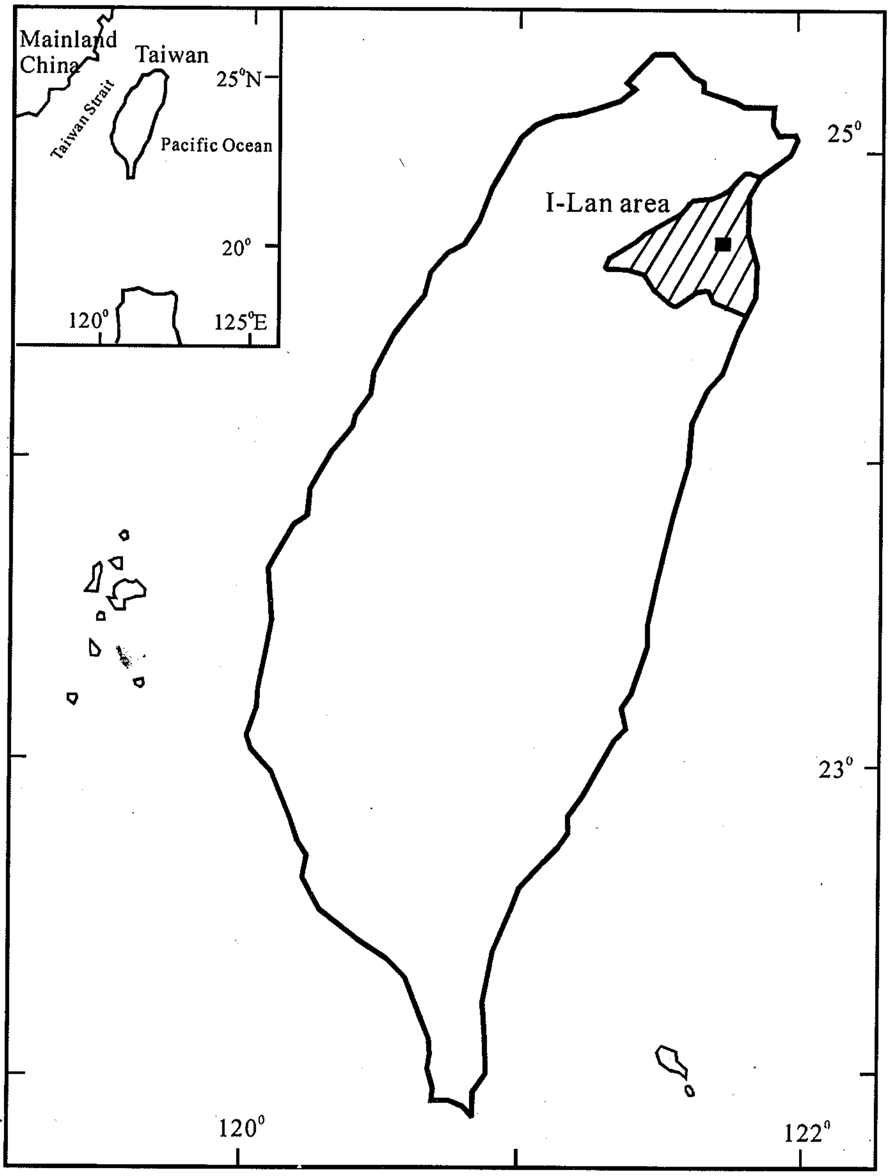
質之影響，根據台灣地區氣團之研究，西南季風期之降雨氣團主要源自南海地區暖濕之海洋氣團，而東北季風期為主要源自中國大陸及西伯利亞冷乾之極地大陸氣團行經東海或東海，吸收水氣致氣團性質改變之變性極地大陸氣團[31]；一般而言，西南季風不若東北季風強盛及穩定[28,29]，但西南季風期之海洋氣團含較豐沛之水氣[31,32]。

本研究之主要目的在藉由分析宜蘭地區雨水之氫氧同位素組成，了解其季節性變化特徵的意義及其與季風氣候間之關係。同時，在水文環境中，雨水是地表水及地下水的源頭，因此，了解雨水之同位素變化特徵及所代表之意義，將可作為後續相關同位素水文學研究及比較的基礎。

材料與方法

一、材料

本研究收集分析宜蘭地區單一測站(羅東鎮)(圖一)，從1993年7月至1994年8月間14



圖一 研究地點之地理位置圖
Fig. 1. Map showing the location of the study area in Taiwan.
■ : Sampling site in study area.

個月雨水的氫、氧同位素組成，計有雨水標本101個。雨水之收集為利用一般寬口容器匯取，且以一日為原則[34]，但為避免蒸發作用，雨停之際即盛入標本瓶內。

現場所採集之水樣，盛裝在容積100 mL上防滲漏之 pyrex 玻璃瓶內。在取樣的同時，加入一小匙(約 10 mg)氯化汞($HgCl_2$)至水樣瓶內，以防微生物孳生，並以膠帶黏封口蓋接縫處，防止蒸發作用產生，同時標本以常溫運送、保存直至分析完成[35]。

二、方法

水樣標本的氧同位素測定是使用 CO_2-H_2O 同位素平衡法[36]，在前處理系統上，利用已知氧同位素值的標準 CO_2氣體與水樣標本在 30℃的溫度條件下平衡反應二小時。達成平衡後利用冷凍過程去水純化後收集在集氣管中，再利用英國 VG Isotope 公司所製造之 VG SIRA 10 型比值氣相質譜儀(isotope ratio mass spectrometers, IRMS)測定與水樣標本達成同位素平衡的CO_2氣體之氧同位素組成[37]。根據CO_2-H_2O之分化係數與溫度關係，回推計算原來水樣的氧同位素組成[38]。

氫同位素的萃取是使用鋅粒還原水樣標本而產生的氫氣，其方法為先秤取鋅粒約 200 mg，與以毛細管沾取4μL的水樣同封於口徑為(1/4)"的真空pyrex標本管內。將此密封之標本管置於 500℃的烘箱內 30 分鐘，其內之水樣即可完全與鋅粒反應產生氫氣[39]。再將此反應完成之標本管，移置到VG MM602D型比值氣相質譜儀測定氫氣之同位素組成[40]。

以δD 及δ^{18}O 分別代表水樣相對於標準海水(standard mean ocean water, SMOW)的氫、氧同位素組成，其定義為：

$$\delta = \left(\frac{R_{Sample}}{R_{SMOW}} - 1\right) \times 1000$$

，單位以‰表示，其中 R 為 $^2H/^1H$、$^{18}O/^{16}O$。中央研究院地球科學研究所是使用國際原子能總署(IAEA)所分發的標準水樣 V-SMOW (Vienna standard mean ocean water, δD = 0‰, δ^{18}O = 0 ‰)，及 SLAP (standard light antarctic precipitation, δD = -428‰, δ^{18}O = -55‰)作為測定水樣之校正基準的參考標本。對於本研究而言，氧同位素的分析精確度可達±0.1‰ (1σ)，對氫而言可達±1.5‰ (1σ)。

結果與討論

一、同位素組成之季節特徵

根據前述台灣地區的氣候特徵[28-32]及宜蘭地區長期降雨、蒸發等氣候資料[33]之綜合，為凸顯出不同季風期的雨水所可能顯現之同位素差異，本研究季節之劃分是以六至九月代表夏季西南季風期之海洋氣團所帶來的降雨，十一至三月則代表冬季東北季風期之極地變性大陸氣團所帶來的降雨，四、五及十月則為受此二季風消長影響下的降雨。因此，本研究將分析結果區分成1993年7至9月、1993年10月、1993年11月至1994年3月、1994年4至5月、1994年6至8月五個時段作為討論之依據，若配合氣候季風盛行之月分，1993年11月至1994年3月屬冬季東北季風期之雨水標本，1993年7至9月及1994年6至8月屬夏季西南季風期之雨水標本，餘則歸屬季風交替期。

全部雨水之δD 值分布從-133 至 28‰，變化範圍達 161‰；δ^{18}O 值分布從-17.1 至 0.3‰，變化範圍約 17.4‰ (表一)，因雨水同位素組成變化範圍極廣，故資料之處理解釋是採月平均值進行且也符合IAEA慣例格式及不同研究區間之相互引用比較[8]，各月同位素組成之平均值及相關氣象資料列於表二。各時段的δD、δ^{18}O 及 d 過剩值(deuterium excess；d = δD − 8δ^{18}O)[5]之平均值分別為：1993年7至9月之-20±13‰、-3.7±1.5‰、10±6‰，1993年10月之-13±15‰、-3.3±1.3‰、14±8‰，1993年11月至1994年3月之-3±18‰、-3.1±1.7‰、22±10‰，1994年4至5月-13±11‰、-3.2±1.4‰、13±9‰，1994年6至8月之-50±28‰、-7.3±3.6‰、8±6‰，各期雨水之同位素組成的分布範圍很廣，顯示大氣降雨之機制極為複雜。除 1994 年 6 至 8 月時段外，其餘各時段所顯示出之同位素組成的季節性差異並非很明顯(圖二)。以季風時段而言，而 1993 年 11 月至 1994 年 4 月東北季風期內的δD 及δ^{18}O 平均值均較1993及1994年二個西南季風期之值為重，對δD 而言分別重約 17‰與 47‰，對δ^{18}O 而言則分別為 0.6‰與 4.2‰；1993年西南季風期之δD 及δ^{18}O 平均值分別較1994年同期重約 30‰與 3.6‰ (表一)。

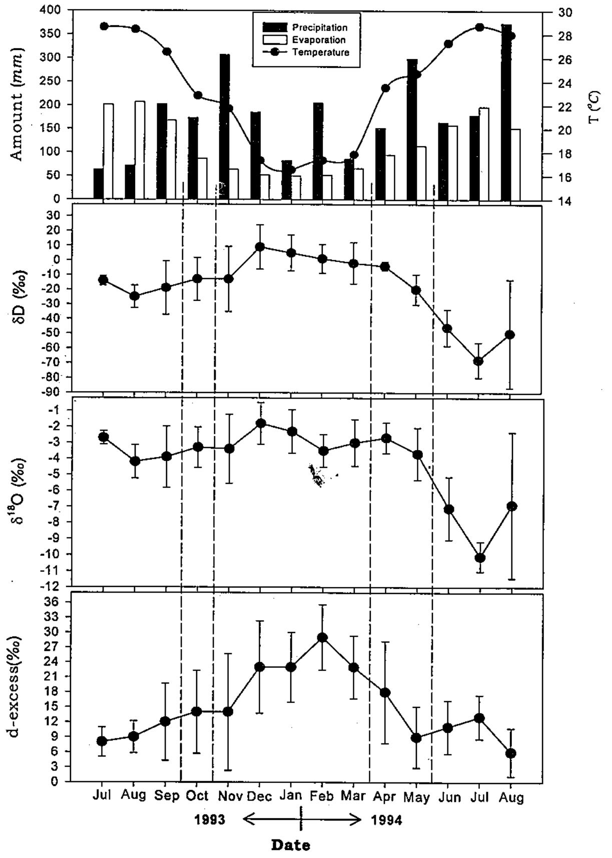
降水時之氫、氧同位素組成為溫度之正相關函數[5,6,41]，也就是在夏季溫度較高時，會顯示出較重的δD 及δ^{18}O 值。而本研究冬季東北季風期雨水的δD 及δ^{18}O 平均值較夏季西南季風期之值為重，由各月平均氣溫與雨水之δD 及δ^{18}O

表一　各時段雨水之同位素組成統計值

Table 1. Isotopic statistics of precipitation in each sampling period

Period	July 1993~Sept 1993			Oct 1993			Nov 1993~Mar 1994			Apr 1994~May 1994			Jun 1994~Aug 1994		
	δD	$\delta^{18}O$	d[1]	δD	$\delta^{18}O$	d	δD	$\delta^{18}O$	d	δD	$\delta^{18}O$	d	δD	$\delta^{18}O$	d
Mean	-20	-3.7	10	-13	-3.3	14	-3	-3.1	22	-13	-3.2	13	-50	-7.3	8
Medium	-20	-3.2	10	-12	-3.2	12	-2	-2.9	22	-10	-3.0	12	-48	-7.8	9
Stdev.	13	1.5	6	15	1.3	8	18	1.7	10	11	1.4	9	28	3.6	6
Kurtosis	-0.34	-0.40	0.15	-1.43	0.52	5.32	4.64	5.05	-0.00	-0.25	-0.41	1.53	3.32	1.92	-0.29
Skewness	0.06	-0.43	0.14	-0.00	0.46	2.19	-1.46	-1.33	-0.61	-0.92	-0.75	1.11	-1.38	-0.90	0.27
Min.	-43	-6.9	-1	-33	-5.1	8	-73	-9.7	-6	-36	-6.0	2	-133	-17.1	-1
Max.	6	-1.6	21	6	-1.2	32	28	0.3	36	0	-1.4	36	-12	-2.5	20
Range	49	5.3	22	39	3.9	24	101	10	42	36	4.6	34	121	14.6	21
No.	16	16	16	7	7	7	44	44	44	16	16	16	18	18	18

1 deuterium excess, $d = \delta D - 8*\delta^{18}O$[5]

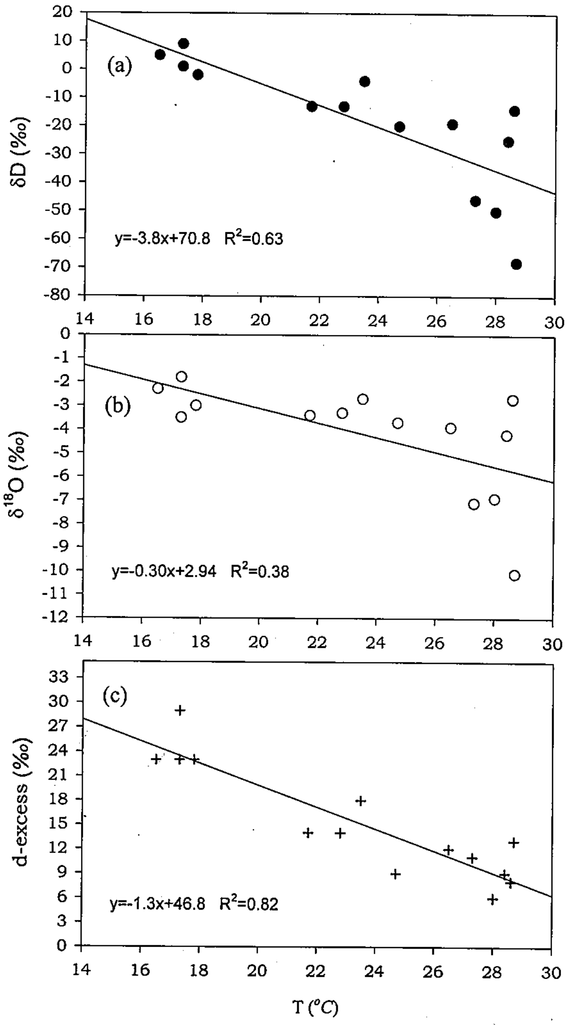


圖二　1993 年 7 月至 1994 年 8 月間各月之氣象資料及相關同位素值之月時序變化　(a) 溫度、降雨量及蒸發量，(b) δD，(c) $\delta^{18}O$，(d) d 過剩值

Fig. 2. Time-series of monthly variations in meteorological data and related isotopic values from July 1993 to August 1994. (a) Temperature, precipitation and evaporation; (b) δD; (c) $\delta^{18}O$; (d) d-excess.

的月平均值關係顯示(圖三)，溫度與同位素組成兩者間呈負相關且相關性低，故本研究區之雨水並沒有顯現氫、氧同位素的溫度效應。此不顯現溫度效應的現象也同樣發生在台灣北部的大屯山地區[7]，以及同樣位處西太平洋地區的韓國之島嶼地區[42]。Dansgaard[5] 曾解釋部分海島地區冬季有較重同位素組成的原因是冬季雨水較為稀少所致，但台灣東北部地區冬季為雨季，因此 Liu[7] 提出因冬、夏二季節之氣團來源及行經路徑長短的不同所致，即夏季西南季風氣團的行經路徑較冬季東北季風氣團為長，經歷較多次的同位素冷凝降水的分化作用，因此，夏季雨水之 δD 及 $\delta^{18}O$ 值會比冬季之值為輕。

1994 年西南季風期之 δD 及 $\delta^{18}O$ 平均值分別較 1993 年同期輕約 30‰與 3.6‰ (表一)，其原因可能有二：根據中央氣象局該二年度之資料，1993 年夏季台灣地區並無颱風來襲，夏季時期之降雨為一般夏季季風氣團所帶來的降水，而 1994 年夏季總共有六個颱風挾雨而來，每次都降下可觀的雨量，因同位素雨量效應[6]的影響，造成 1994 年西南季風期之 δD 及 $\delta^{18}O$ 平均值分別較 1993 年同期為輕(圖二)；另一種可能是此二時段之降雨雖同屬夏季季風期，但 1994 年之颱風降雨與 1993 年之夏季降雨分屬不同之熱帶海洋氣團來源，前者為西太平洋海洋氣團，後者為熱帶赤道海洋氣團[28, 31]。西太平洋海洋氣團到達台灣的路徑最長，造成降水中之氫、氧同位素組成會顯得更輕[7]。因此，1994 年西南季風時段之颱風雨或因雨量效應或氣團行經較長距離之路徑而擴大冬、夏二季雨水



圖三 月平均氣溫與氫、氧同位素組成 (a) (b) 及 d 過剩值 (c) 間之關係

Fig. 3. The relationship between temperature with δD (a), $\delta^{18}O$ (b) and d-excess (c).

間同位素組成的差距幅度(圖二)。

不同於氫、氧同位素，d 過剩值季節性之差異非常顯著且似有規律現象(圖二)，1993 年 11 月至 1994 年 3 月東北季風期內雨水之 d 過剩值有相對之高值，平均為 22‰，而屬夏季西南季風期之 1993 年 7 至 9 月及 1994 年 6 至 8 月二時段之平均值各約為 10‰與 8‰ (表一)。由各月之 d 過剩值與氣溫的關係顯示二者間之相關性高(圖三)，d 過剩值與溫度之相關性高有二個推測，一為它是溫度的函數，但由 d 過剩值之定義($d = \delta D - 8\delta^{18}O$)，且雨水所顯示之δD 及$\delta^{18}O$值似與溫度無關，故 d 過剩值與溫度間應無直接關係；另一為 d 過剩值所反映出與溫度關係，只是代表不同季節間的溫度差異，而實際上所要表現的是季節差異，因此，d 過剩值所要表現的季節差異可能是指前述不同季風期，因所屬之降雨氣團有不同來源及性質。

至於其它介於冬、夏二季間季節交替的雨水標本(四、五月及十月)，因處於東北、西南二大季風交替時期，時而東北季風、時而西南季風較為強盛，因此，其氫、氧同位素組成及 d 過剩值也較無顯著之變化規律，總體而言，主要分布在冬、夏二季的平均值間(表一、表二及圖二)，顯示出過渡季節的特徵。

二、氫氧同位素關係式

前述大氣降水中的氫和氧同位素分布有存在一特定關係[4,6,25]，且由上述同位素組成之季節特徵分析結果顯示冬季東北季風期有較重的同位素組成，而 1993 年夏季西南季風期之同位素組成又較 1994 年同期為重，同時，d 過剩值又可能存在季節上的差異。因此，冬季東北季風與夏季西南季風二時期雨水之同位素特徵存在明顯的差異，二主要季風期雨水之氫氧同位素關係式(圖四)為：

冬季東北季風時段為：$\delta D = (8.7\pm0.9)\ \delta^{18}O + (23.4\pm3.2)\quad R^2 = 0.71,\ n = 44$ ……………(1)

夏季西南季風時段為：$\delta D = (8.0\pm0.3)\ \delta^{18}O + (9.0\pm1.9)\quad R^2 = 0.96,\ n = 34$ ……………(2)

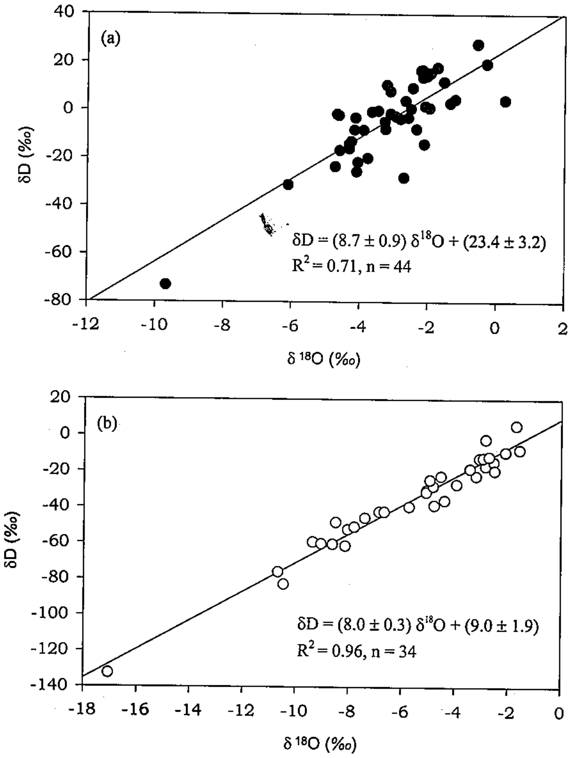
(1)及(2)式中二季風期之截距值與前述二季風期之 d 過剩值的平均值幾近相同(表一)，事實上兩者之意義相同，因為世界上大部分地區氫氧同位素天水線之斜率值都接近八。夏季西南季風時段之氫氧同位素關係式與所謂之世界天水線[4,6,25]相當，其截距值接近 10‰，表示降雨氣團是在開放性海洋的環境形成，且氣團之水氣是在同位素平衡狀態下蒸發而來[5,6]。冬季東北季風時段之氫氧同位素關係式與所謂的地中海型的同位素天水線[43]、日本地區的冬季天水線[44]及台北大屯山地區的冬季氫氧同位素關係式相近[7]。氫氧同位素關係式有較大之截距值表示降雨氣團是處在相對溼度較低且呈快速蒸發狀態的環境條件下，因氫同位素的蒸發速率大於氧同位素所致[5,6,43]。一般發生在季風盛行地區，大陸氣團出陸橫過海洋時，因氣團的乾燥特性，造成海面水氣中氫、氧同位素間不平衡的快速蒸發所致[6,43]。

在斜率值上，冬季氫氧同位素關係式之值較夏季略大，可能是季節性的溫差所造成[6,45]。因氣團在冷凝降雨過程中，降水之氫、氧同位

表二 1993年7月至1994年8月間各月之氣象資料及相關同位素值

Table 2. Monthly meteorological data and related isotopic values from July 1993 to August 1994

Date	Temp.	Evaporation	Precipitation	δ_M		d	δ_{M-T}		$\Delta\delta_{\Delta T}$		$\Delta\delta_A$		S_{ins}	$d\delta/dT$	
				δD	$\delta^{18}O$		D	^{18}O	D	^{18}O	D	^{18}O		D	^{18}O
	(℃)	(mm)	(mm)	……(‰)……										…(‰/℃)…	
Jul-93	28.6	201.3	62.8	-14	-2.7	8	-2	0.5	22	2.6	-24	-2.1	8.2	4	0.5
Aug-93	28.4	206.7	71.5	-25	-4.2	9	-13	-1.0	21	2.5	-34	-3.5	8.2	4	0.5
Sep-93	26.5	167.3	201.8	-19	-3.9	12	-7	-0.7	13	1.5	-20	-2.2	8.3	5	0.6
Oct-93	22.8	85.8	172.9	-13	-3.3	14	0	0	0	0	0	0	8.5	5	0.6
Nov-93	21.7	63.5	306.5	-13	-3.4	14	-1	-0.2	-10	-1.2	9	1.0	8.5	5	0.6
Dec-93	17.3	52.2	184.9	9	-1.8	23	21	1.4	-36	-4.1	57	5.5	8.9	6	0.6
Jan-94	16.5	49.8	81.8	5	-2.3	23	17	0.9	-41	-4.6	58	5.5	8.9	6	0.6
Feb-94	17.3	51.1	205.1	1	-3.5	29	13	-0.3	-36	-4.1	49	3.8	8.9	6	0.6
Mar-94	17.8	65.7	85.6	-2	-3.0	23	10	0.2	-33	-3.7	43	3.9	8.8	6	0.6
Apr-94	23.5	94.7	151.8	-4	-2.7	18	0	0	0	0	0	0	8.5	5	0.6
May-94	24.7	113.4	299.3	-20	-3.7	9	0	0	0	0	0	0	8.4	5	0.6
Jun-94	27.3	158.2	164.0	-46	-7.1	11	-34	-3.9	16	2.0	-50	-5.9	8.0	5	0.5
Jul-94	28.7	197.1	179.0	-68	-10.0	13	-56	-6.9	22	2.7	-78	-9.6	7.8	4	0.5
Aug-94	28.0	151.4	373.6	-50	-6.9	6	-38	3.7	19	2.3	-57	-6.0	8.0	5	0.5



圖四 雨水之氫、氧同位素組成間之關係，(a) 冬季東北季風期，(b) 夏季西南季風期

Fig. 4. The δD- $\delta^{18}O$ relationship for precipitation during winter northeast monsoon period (a) and summer southwest monsoon period (b).

素組成均為溫度之函數[5, 6, 41]，且在連續降雨的過程中，其同位素組成的變化過程遵循所謂的雷利方程式(Rayleigh equation)之指數曲線變化[6, 45]，而氫氧同位素天水線之斜率值即為此雷利曲線(Rayleigh curve)上之瞬時斜率(instantaneous slope, S_{ins})[45]，瞬時斜率值之公式為：

$$S_{ins}=\frac{d\delta D}{d\delta^{18}O}=\frac{(\alpha^{D}_{w-v}-1)}{(\alpha^{18}_{w-v}-1)}\frac{(1000+\delta D_w)}{(1000+\delta^{18}O_w)} \cdots\cdots\cdots\cdots (3)$$

α^{D}_{w-v}、α^{18}_{w-v}：分別為氫、氧同位素在水－汽二相間之分化係數(fractionation factor)，為溫度之函數[45, 46]，

$$\ln\alpha^{D}_{w-v}=0.052612-\frac{76.248}{T}+\frac{24844}{T^2},$$

$$\ln\alpha^{18}_{w-v}=-0.0020667-\frac{0.4156}{T}+\frac{1137}{T^2},$$

T 為絕對溫度。

δD_w、$\delta^{18}O_w$：降雨的氫、氧同位素組成。

根據降雨氣團在假絕熱(pseudoadiabat)條件下，冷凝溫度與雷利曲線上之斜率值關係的理論計算結果顯示，二者呈負相關之關係[6, 45]，

也就是說雨水冷凝溫度越高，在雷利曲線上之瞬時斜率值較小。由於高空之降雨冷凝溫度不易獲得，一般以地面氣溫作為比較依據[5,6]，因此，本研究利用各月平均之雨水氫、氧同位素組成，配合氣象局所公佈宜蘭測候站之月平均溫度資料(表二)，利用(3)式計算各月降水之同位素平均值在雷利曲線上所顯現之瞬時斜率值。結果顯示，較高氣溫之月份確有較低之理論斜率值，同時顯示東北季風時期瞬時斜率值之平均值為 8.8，而西南季風期為 8.1 (表二)，此二理論計算值分別與上述冬季東北及夏季西南二季風時期雨水氫氧同位素關係式((1)及(2)式)上之斜率值幾近相同。由以上斜率值與溫度關係之探討顯示，本研究雨水之氫氧同位素組成應與溫度有關，否則上述之討論不會與雷利曲線指數有密切之關聯。但由前述各月平均氣溫與雨水之δD及$\delta^{18}O$的月平均值關係顯示(圖三)，溫度與同位素組成兩者間之相關性不高，也沒有顯現溫高值重的溫度效應現象。綜合此二現象推論，雨水氫、氧同位素的溫度效應應存在，只是被其他同位素分化效應所掩蓋。

Liu[7]曾分析1982及1983年台北大屯山地區的雨水，也有所謂「冬雨」及「夏雨」的差異，大屯山地區冬雨之氫氧同位素關係式為$\delta D = (7.6\pm1.1)\ \delta^{18}O + (22.5\pm5.9)$，夏雨之氫氧同位素關係式：$\delta D = (8.55\pm0.27)\ \delta^{18}O + (16.6\pm1.8)$。比較(1)及(2)式與台北大屯山地區「冬雨」及「夏雨」之關係式顯示，二地區截距值在季節性的差異現象相似，也就是冬季東北季風期有較大之值，但在宜蘭地區所表現出之差距較為明顯；然而斜率值之季節性差異二地區表現出相反之結果，台北大屯山地區夏季之斜率值大於冬季之值，顯然區域性小氣候之差異因素，顯然會影響到雨水的氫氧同位素關係式[8]。這些差異因素可能包括地形因素影響降雨型態[47,48]、次屬氣團的影響或二季風之消長[28,30,49]或者是所謂逆溫層的出現所造成[7]等，這些都有待進一步結合水文同位素與氣象學相關之研究才會有較清楚之結果，而此雨水之氫氧同位素關係式在台灣地區的地區性差異現象在 Wang 與 Peng[8]之研究及整理也有相同之結果。

三、溫度效應與季風季節效應

綜合前述宜蘭地區各時期雨水氫、氧同位素組成分析顯示，東北季風期內的δD及$\delta^{18}O$平均值較西南季風期之值為重(表一)，且雨水之δD及$\delta^{18}O$值與氣溫間呈負相關且相關性很低，沒有顯現氫、氧同位素的溫度效應(圖三)。西南季風期內的颱風雨顯現更輕的同位素組成而擴大冬、夏二季雨水間同位素組成的差距幅度(圖二)。d 過剩值的季節性差異非常明顯且似有規律(圖二)，東北季風期內雨水之 d 過剩值平均為 22‰，而西南季風期之值約為 9‰ (表一)。二主要季風時期雨水之同位素組成間存在明顯的特徵差異，故各有氫氧同位素關係式(圖四)。利用(3)式計算氫氧同位素關係式之理論斜率值與溫度的關係，結果顯示理論斜率值與實際二季風期雨水氫氧同位素關係式((1)及(2)式)上的斜率值非常吻合，這說明雨水氫、氧同位素之溫度效應的存在。

因此，氫氧同位素關係式上的斜率值(S)代表著溫度效應，截距值(d)狹義而言為季節降雨氣團的來源指標[42-44]，廣義而言，它可能代表著除溫度效應外的其他同位素分化效應的綜合[6,8](季風季節效應)。因此，本研究各時段雨水所表現出之δD及$\delta^{18}O$平均值實為氣團降水受溫度效應與季風季節效應的綜合結果，而以氫氧同位素關係式($\delta D = S\,\delta^{18}O + d$)顯現。溫度效應可能與季風季節效應產生加成效果，但也可能被其所干擾或掩蓋。由表一顯示冬季時段雨水的δD及$\delta^{18}O$平均值較夏季之值為重，且雨水之δD及$\delta^{18}O$值與氣溫間相關性不顯著(圖三)，顯示季風季節效應影響的作用方向與溫度效應是為相反，且季風季節效應所造成的影響程度大於溫度效應。

前述宜蘭地區冬、夏二季風期之降雨量相當，且各有其雨水之氫氧同位素關係式，其中夏季之關係式與世界天水相當，為一典型之海洋性氣團降雨特性。冬季宜蘭地區因地理位置之故，在東北季風時期首當其衝，其降雨可充分代表源自大陸性氣團之特性，且台灣地區在冬季因受地形之影響，此時期中、南部地區鮮有降雨，因此，在同一時期，台灣各地區因地理位置不同，不僅氣溫不同，季風影響之程度亦不同。過去之相關研究尚未詳究溫度效應與季風季節效應共同影響下對降水中氫、氧同位素組成的影響，因此，宜蘭地區得天獨厚，為研究此課題之最佳地區。

由於雨水所表現出之δD及$\delta^{18}O$值為氣團降水受溫度效應與季風季節效應的綜合結果，但氣團之冷凝降水必有溫度效應存在。在本研究而言，因高空降雨氣團之同位素性質不可能獲得，因此，假設以季風交替期四、五月及十月之氫、氧同位素平均值(δ_T)做為東北、西南二

季風端點值間的中值，假設此中值所代表之意義為在此時期，所有影響到雨水的氫、氧同位素組成只受當時(季風交替期)之溫度影響，東北、西南二主要季風影響程度相等而季風季節效應顯現微弱或無，此時之δ_T值對氫、氧同位素而言分別為-12‰與-3.2‰（表二）。

其餘東北、西南二主要季風期內各月雨水之同位素組成（δ_M）為δ_T與二季風期內各月與季風交替期之溫差所產生的溫度效應差值（$\Delta\delta_{\Delta T}$）及季風氣團效應值（$\Delta\delta_A$）的總和，其式如下：

$$\delta_M = \delta_T + \Delta\delta_{\Delta T} + \Delta\delta_A \quad \text{(4)}$$

$$\delta_{M-T} = \delta_M - \delta_T = \Delta\delta_{\Delta T} + \Delta\delta_A \quad \text{(5)}$$

由(5)式，二主要季風期內各月同位素組成之平均值與季風交替期之同位素平均值的差值（δ_{M-T}），即為$\Delta\delta_{\Delta T}$及$\Delta\delta_A$的總和。δ_{M-T}可由計算相關月份實測之同位素組成平均值的差值獲得(表二)，由表二顯示二主要季風期內各月之δ_{M-T}值的主要現象為1993及1994年二個西南季風期有極為顯著差異之δ_{M-T}值，此與前節同位素組成之季節特徵分析中所述之結果相同。

$\Delta\delta_{\Delta T}$值求取過程如下，根據氫、氧同位素組成與溫度關係之理論公式[41]：

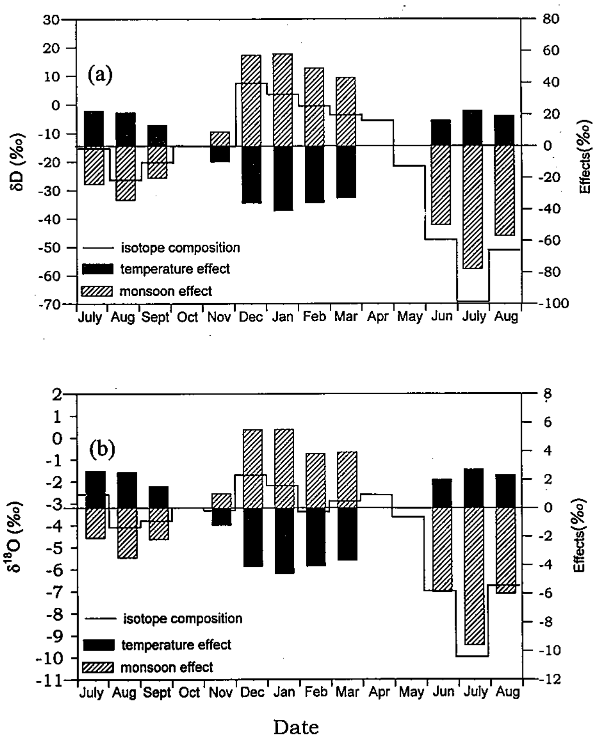
$$\frac{d\delta}{dT} = (\alpha_{w-v} - 1)\frac{5347000}{T^2} \quad \text{(6)}$$

δ：水中氫、氧同位素組成。
α_{w-v}：氫、氧同位素在水—汽二相間之分化係數，同(3)式附註說明。
T：絕對溫度。
(6)式所顯示的為同位組成的溫度梯度，其中之T，原指降雨之冷凝溫度，一般以地面氣溫作為比較依據[5,6]，因此利用各月之平均氣溫可求得各月同位組成的溫度梯度（$d\delta/dT$）(表二)，(6)式中之α_{w-v}即為(3)式附註說明內分化係數與溫度之關係式[45,46]，其式內之T亦表示各月之平均氣溫度。由表二顯示冬季有較高之梯度值，對氫、氧同位素而言分別為6與0.6，而夏季則分別為4與0.5。將二主要季風期內該月之$d\delta/dT$值和該月氣溫與季風交替期之平均氣溫（= 23.7℃）的差值（ΔT）相乘所得之值即為各月雨水與季風交替期因溫度差異所產生的溫度效應值（$\Delta\delta_{\Delta T}$），即$\Delta\delta_{\Delta T}$ = （$d\delta/dT$）（ΔT）。由二主要季風期內各月之$\Delta\delta_{\Delta T}$值比較顯示(表二)，東北季風期之平均值對氫、氧同位素分別為-31‰與-3.5‰，西南季風期之平均值則分別為19‰與2.3‰，以變化幅度而言，東北季風期有較大之幅度。

依據所求得之δ_{M-T}與$\Delta\delta_T$值，再利用(5)式求得東北、西南二主要季風期內各月之季風季節效應（$\Delta\delta_A$）(表二)。由表二內二主要季風期內各月之$\Delta\delta_A$值比較顯示，東北季風期之平均值對氫、氧同位素分別為43‰與3.9‰。1993年西南季風期之平均值分別為-26‰與-2.6‰，而在1994年則為-62‰與-7.2‰，因此，此二時段之雨水雖同為西南季風期均屬海洋降雨氣團有相同之d過剩值(表一)，但可能因降雨氣團的性質不同而有明顯之$\Delta\delta_A$值差異。由上述各時段及各主要季風期$\Delta\delta_A$值的比較，顯然季節性降雨特性的差異會造成$\Delta\delta_A$值的不同，此季節性降雨特性包括如前所述之雨量效應[6]、次屬之海洋氣團來源不同[28,30]造成至台灣的路徑距離不同[7]。

依據上述所求得各月之$\Delta\delta_{\Delta T}$與$\Delta\delta_A$值(表二)，可建立一用以描述溫度效應與季風季節效應分別對東北、西南二主要季風期內各月雨水之同位素組成影響的程度的時序變化特徵圖(圖五)。基本上，圖五之建立為利用一起始運算點以簡化之二端點混合模式，以月平均值去描述宜蘭地區從1993年7月至1994年8月間14個月雨水氫、氧同位素組成之時序分布現象，主要在描述溫度效應與季風季節效應分別對東北、西南二主要季風期內各月雨水之同位素組成影響的程度及結果。但氣團之冷凝降雨一般均以複雜之雷利曲線的指數關係視之，並以氣團內水氣之同位素組成作為起始運算值[6,45]，但本研究實際高空降雨氣團之同位素性質不可能獲得，權以季風交替期作為運算之起點；同時，因以季風交替期作(四、五、十月之平均值)為運算之起點，故必須假設在季風交替期的月份中季風季節效應影響微弱（$\Delta\delta_A$= 0），以凸顯出各月之溫度效應值，此在季風交替期的月份中季風季節效應影響微弱的假設，可能不盡符合實際之氣候現象與意義。

但經由此半定量計算所得之同位素的時序變化特徵現象，或可較清楚解釋前述冬季雨水的δD及$\delta^{18}O$平均值較夏季為重、且1994年夏季西南季風期之同位素組成又較1993年同期為輕，以及爲何在西太平洋季風氣候區的相關研究中[7,8,42,44]，實際測得雨水的δD及$\delta^{18}O$值與氣



圖五　宜蘭地區雨水之同位素組成在受溫度效應及季風季節效應共同影響下之月時序變化圖 (a) δD (b) $\delta^{18}O$

Fig. 5. The time-series of monthly isotopic variations indicate the isotopic compositions in I-Lan precipitation were affected by both temperature and seasonal monsoon effects. (a) δD; (b) $\delta^{18}O$.

溫間呈現不顯著之關係、甚或呈負相關之原因。如將此描述性模型應用到台灣其他受此二季風影響的地區，勢必須修正 $\Delta\delta_A$ 值以適應區域性氣候特性，因為如前所述，季風季節效應為除溫度效應外其他相關同位素分化效應[6,8]的綜合。

結　　論

根據本研究各時段間雨水δD 及$\delta^{18}O$ 值之變化特徵的探討比較顯示，宜蘭地區雨水之同位素組成主要是受溫度效應與季風季節效應共同作用影響，致冬季東北季風時段雨水之氫氧同位素關係式為$\delta D = (8.7\pm0.9)\ \delta^{18}O + (23.4\pm3.2)$，而夏季西南季風時段為$\delta D = (8.0\pm0.3)\ \delta^{18}O + (9.0\pm1.9)$。

季風季節效應的作用方向與溫度效應相反，是導致本研究雨水之δD 及$\delta^{18}O$ 值與氣溫呈負相關且相關性低，且冬季東北季風期內的δD 及$\delta^{18}O$ 平均值較夏季西南季風期之值為重的原因。

在相關的假設條件下，本研究估算研究期間內東北、西南二季風期三時段之季風季節效應顯現的程度。在冬季東北季風期，其對雨水之δD 及$\delta^{18}O$ 值之影響程度分別為 43‰與 3.9‰，在 1993 年西南季風期分別為-26‰與-2.6‰，而在 1994 年因受顯著颱風雨的影響則為-62‰與-7.2‰，顯示季節性降雨特性的差異會影響季風季節效應顯現的程度。

致　　謝

承中央研究院地球科學研究所提供本研究之經費及設備，特此申謝。

參 考 文 獻

(1) K. Lajtha and J. D. Marshall: Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. In: *Stable Isotope in Ecology and Environmental Science* (K. Lajtha and B. H. Michener eds.), pp.1-21. Blackwell, London, UK (1994).

(2) C. Kendall and J. J. McDonnell: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam (1998).

(3) T. W. Boutton and S. I. Yamasaki: *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker. Marcel Dekker, Inc, New York, USA (1996).

(4) H. Craig: Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**: 1702-1703 (1961).

(5) W. Dansgaard: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**: 436-468 (1964).

(6) Y. Yurtsever and J. R. Gat: Atmospheric waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle* (J. R. Gat and R. Gonfiantini eds.), pp. 103-142. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No.210, Vienna, Austria (1981).

(7) K. K. Liu: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric waters from the Tatun Shan area, northern Taiwan. *Bull. Ins. Earth Sci. Academia Sinica*, **4**: 159-175 (1984).

(8) C. H. Wang and T. R. Peng: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of Taipei precipitation: 1990 to 1998. *Western Pacific Earth Science*, **1**: 429-442 (2001).

(9) J. Duplessy, J. Labeyrie, C. Lalou and H. V. Nguyen: Continental climatic variations between 130,000 and 90,000 years BP. *Nature*, **226**: 631-633 (1970).

(10) F. Senturk, S. Bursali, Y. Omay, I. Ertan, S. Guler, H. Yalcin and E. Onhan: Isotope techniques applied to groundwater movement in the Konia plain. In: *Isotope Hydrology 1970*, pp. 153-161. I.A.E.A., Vienna, Austria (1970).

(11) B. R. Payne and Y. Yurtsever: Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua. In: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974*, pp. 193-201. I.A.E.A., Vienna, Austria (1974).

(12) L. Lambs: Correlation of conductivity and stable isotope ^{18}O for the assessment of water origin in river system. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **164**: 161-170 (2000).

(13) E. C. Perry, T. Grundl and R. H. Gilkeson: H, O, S isotopic study of the groundwater in the Cambrian-Ordovician acquifer system of northern Illinois. In: *Isotope Studies of Hydrologic Processes* (E. C. Perry and C.W. Montgomery eds.), pp. 35-43. Northern

Illinois University, Illinois, USA (1980).
(14) G. J. Hennig, R. Grun and K. Brunnacker: Speleothems, travertines, and paleoclimates. *Quat. Res.*, **20**: 1-29 (1983).
(15) K. K. Liu, T. F. Yui, Y. N. Shieh, S. C. Chiang, L. H. Chen and J. Y. Hu: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric and thermal waters from the Chingshui geothermal area, northeastern Taiwan. *Proceed. Geol. Soc. China*, **33**: 143-165 (1990).
(16) C. H. Wang, T. R. Peng and T. K. Liu: The salinization of groundwater in the northern Lan-Yang Plain, Taiwan: Stable isotope evidence. *J. Geol. Soc. China*, **39**: 627-636 (1996).
(17) C. H. Wang, T. R. Peng, W. C. Liu, C. J. Chiang, P. Yu and W. F. Chen: Groundwater recharge in the Yun-Lin area: Isotopic evidences. In: *Proceedings of the Third Symposium on Groundwater Resources and Water Protection*, pp. 319-329. National Central University, Chung-Li, Taiwan (1999).
(18) C. H. Wang, C. J. Chiang, T. R. Peng and W. C. Liu: Deterioration of groundwater quality in the coastal Pingtung Plain, southern Taiwan. In: *Impacts of Urban Growth on Surface Water and Groundwater Quality* (J. B. Ellis ed), pp. 39-45. IAHS Publ., No. 259, Birmingham, UK (1999).
(19) J. P. Brunel, G. R. Walker and A. K. Kennett-Smith: Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment. *J. Hydrol.*, **167**: 351-368 (1995).
(20) J. P. Brunel, G. R. Walker, J. C. Dighton and B. Monteny: Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration: A case study from HAPEX-Sahel. *J. Hydrol.*, **188-189**: 466-481 (1997).
(21) H. Forstel: Hydrogen and oxygen isotopes in soil water: Use of ^{18}O and D in soil water to study the soil-plant-water system. In: *Mass Spectrometry of Soils* (T. W. Boutton and S. I. Yamasaki eds.), pp. 285-340. Marcel Dekker Inc, New York, USA (1996).
(22) K. Lajtha and J. D. Marshall: Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. In: *Stable Isotope in Ecology and Environmental Science* (K. Lajtha and B. H. Michener eds.), pp. 1-21. Blackwell, London, UK (1994).
(23) C. D. Walker and S. B. Richardson: The use of stable isotopes of water in characterizing the source of water in vegetation. *Chem. Geol.*, **94**: 145-158 (1991).
(24) C. M. van der Straaten and W. G. Mook: Stable isotopic composition of precipitation and climatic variability. In: *Palaeoclimates and Palaeowaters*, pp. 53-64. I.A.E.A., Vienna, Austria (1991).
(25) J. R. Gat: The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (P. Fritz and J. Ch. Fontes eds.), pp. 21-47. Elsevuer, Amsterdam, the Netherlands (1980).
(26) W. G. Darling and H. Armannsson: Stable isotopic aspects of fluid flow in the Krafla, Namafijall and Theistareykir geothermal systems of northeast Iceland. *Chem. Geol.*, **76**: 197-213 (1989).
(27) H. Sakai and O. Matsubaya: Stable isotopic studies of Japanese geothermal system. *Geothermics*, **5**: 97-124 (1977).
(28) 萬寶康：台灣分區氣候與天氣之研究(一)。*氣象學報*，**19**: 1-19 (1963)。
(29) 王時鼎：台灣區域環流與長期天氣預報。*氣象預報與分析*，**34**: 1-9 (1968)。
(30) 萬寶康：亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替。*氣象學報*，**17**: 1-17 (1971)。
(31) 劉衍淮：台灣氣團之性質。*氣象學報*，**7**: 1-6 (1961)。
(32) 戚啓勳：台灣之雨量分佈。*氣象學報*，**15**: 26-47 (1969)。
(33) 中央氣象局：1951~1991 及 1993、1994 年氣候資料年報，第一部分：地面資料。
(34) N. L. Ingrahm: Isotopic variations in precipitation. In: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (C. Kendall and J. J. McDonnell eds.), pp. 87-118. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands (1998).
(35) I.A.E.A.: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Tech. Rep. Ser. No.91, Vienna, Austria (1983).
(36) S. Epstein and T. Mayeda: Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**: 213-224 (1953).
(37) C. A. M. Berninkmeijer and P. D. Morrison: An automated system for isotopic equilibration of CO_2 and H_2O for ^{18}O analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **66**: 21-26 (1987).
(38) C. A. M. Berninkmeijer, P. Kraft and W. G. Mook: Oxygen isotope fractionation between CO_2 and H_2O. *Isot. Geosci.*, **1**: 181-190 (1983).
(39) M. L. Coleman, T. J. Shepherd, J. J. Durham, J. E. Rouse and G. R. Moore: Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, **54**: 993-995 (1982).
(40) C. H. Wang, H. W. Yeh, P. S. Tsai, and S. F. Wu: Hydrogen Stable Isotope Determination of Water Samples by Zinc Shot Reduction. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IESER93-005, Taipei, Taiwan (1993).
(41) E. Eriksson: Tritium and stable isotopes in precipitation. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, Ch. 2. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No.91, Vienna, Austria (1983).
(42) K. S. Lee, D. B. Wenner and I. Lee: Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea. *J. Hydrol.*, **222**: 65-74 (1999).
(43) J. R. Gat and I. Carmi: Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J. Geophys. Res.*, **75**: 3039-3048 (1970).
(44) K. Sanjo: Isotope hydrology of Mt. Tsukuba. *Sci. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **12**: 1-36 (1991).
(45) R. E. Criss: Isotope hydrology. In: *Principles of Stable Isotope Distribution*, pp. 89-138. Oxford University Press, New York, USA (1999).
(46) I. Friedman and J. R. O'Neil: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data of Geochemistry* (M. Fleischer ed), 6th ed. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA (1977).
(47) 王時鼎：台灣冬季季風天氣及其預報。*氣象學報*，**1**: 17-23 (1955)。
(48) 戚啟勳：探討台北盆地對季風之修正效應。*氣象學報*，**32**: 1-9 (1986)。
(49) 劉衍淮：台灣區域氣候之研究。*師大學報*，**8**: 255-299 (1963)。